

Fracturación y control tectosedimentario neógeno en el borde sureste de la Cuenca de Lorca.

Por J. J. MARTINEZ DIAZ (*) y J. L. HERNANDEZ ENRILE (*)

RESUMEN

En este trabajo se estudia el control tectosedimentario ejercido por la fracturación neógena en la sedimentación en el borde suroriental de la Cuenca de Lorca. El control más importante está impuesto por la actividad del Corredor Tectónico de la Falla de Alhama de Murcia. Este corredor controló la formación del borde sur de la citada cuenca a través de movimientos de carácter normal que activaron el inicio del depósito mioceno. Durante el Tortoniano y el Messiniense la cinemática sinistral e inversa del corredor controla la formación del anticlinal que estructura la Sierra de La Tercia y provoca reactivaciones de procesos erosivos en áreas emergidas.

Palabras clave: Control tectosedimentario, Cuenca de Lorca, Falla de Alhama de Murcia.

ABSTRACT

In this work we study the tectosedimentary control exercised by the neogene fracturation in the southeast border of the Lorca Basin. The more important control is imposed by the Alhama de Murcia Fault activity. The creation of the southeast border of that basin is conditioned by extensional activity of this fault. During tortonian and messinian times inverse and sinistral kinematics of the Alhama de Murcia Fault have controlled the elevation of La Tercia Range and the erosion of emerged areas.

Key words: Tectosedimentary control, Lorca Basin, Alhama de Murcia Fault.

1. INTRODUCCION

La Cuenca de Lorca es una depresión rellena por depósitos miocenos y pliocuaternarios, que se sitúa en el tercio oriental de la Cordillera Bética al norte de la ciudad de Lorca. Está limitada al NO y al SE por dos zonas de cizallamiento de carácter cortical como son la Falla Norbética (contacto Zonas Internas-Zonas externas) y la Falla de Alhama de Murcia, respectivamente (fig. 1). Es por ello que el estudio de este último accidente tectónico, y más en general, el del conjunto de la fracturación que lo acompaña aporta una valiosa información a la hora de entender la configuración geométrica y la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Lorca.

El área tratada en este trabajo incluye la totalidad de la Sierra de La Tercia, que está formada por una estructura anticlinal resultante de una tectónica compresiva coetánea con la actividad del corredor tectónico de la Falla de Alhama de Murcia (FAM). Gran parte de los depósitos neógenos deformados por este anticlinal formaron parte inicialmente de la Cuenca de Lorca (MONTENAT, 1973; 1977). Asimismo, en este estudio se incluye el tramo de la FAM comprendido entre las ciudades de Lorca y Totana (fig. 1).

El hecho de que la citada antiforma ejerce un control sobre la configuración de la Cuenca de Lorca y, por otra parte, el comportamiento polifásico que se ha venido identificando en la Falla de Alhama de Murcia (BOUSQUET et al., 1976; ARMIJO, 1977; GAUYAU et al., 1977; RUTTER et al., 1986; SOMOZA, 1989), implican que en este trabajo se preste especial atención a

(*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

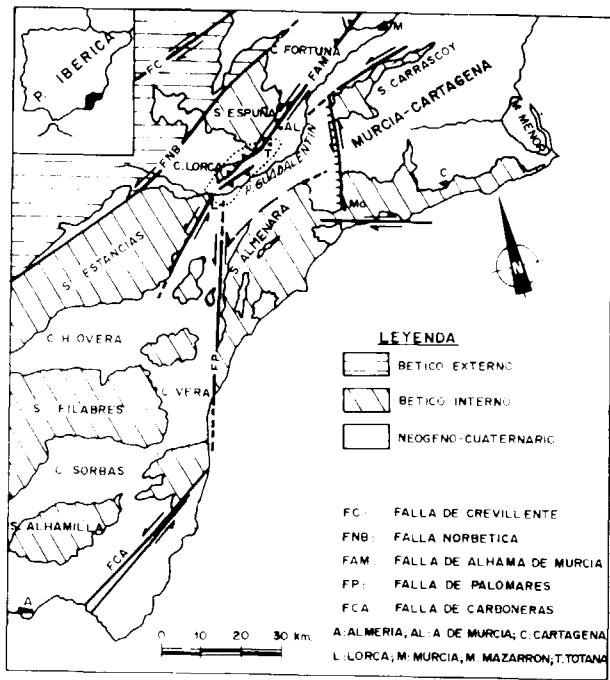


Figura 1.—Esquema geológico del sureste de la Cordillera Bética en el que se representan los principales accidentes tectónicos de la zona. (De MARTINEZ DIAZ y HERNANDEZ ENRILE, 1992).

estos hechos de carácter tectónico y estructural a fin de esclarecer la génesis y evolución de la Cuenca de Lorca.

Por todo ello, el objetivo de este estudio reside en describir e interpretar los distintos sistemas de fracturación que se distinguen y esclarecer el control que esta fracturación ha ejercido sobre la naturaleza y disposición de los depósitos miocenos en el borde SE de la Cuenca de Lorca. Para ello, se ha realizado una cartografía geológica del conjunto de la zona estudiada (fig. 2). Asimismo, se ha realizado un estudio de las sucesiones estratigráficas más significativas que se observan al norte y al sur de la FAM. De este estudio, se obtienen datos acerca de la evolución tectosedimentaria así como dataciones de las deformaciones que los afectan. A fin de analizar estas deformaciones, se ha realizado un estudio estadístico de la fracturación meso y macroscópica de todo el área, atendiendo a los criterios cinemáticos micro y mesoscópicos que nos indi-

can la cinemática de las fallas más significativas (pliegues de arrestre, estrias, planos de cizalla asociados y secundarios, etc.).

2. DEPOSITOS NEOGENOS

Debido a la estrecha relación que presentan los distintos depósitos neógenos aflorantes en la zona de estudio con la actividad del corredor tectónico Lorca-Totana, hemos considerado necesaria su división en Unidades Tectosedimentarias (GARRIDO-MEGIAS, 1973; MEGIAS, 1982). A este respecto y para este trabajo, debemos señalar que cuando describimos las unidades tectosedimentarias nos referimos a unidades sedimentarias limitadas a techo y a muro por discordancias interpretadas como el resultado de episodios o eventos tectónicos concretos acaecidos en este sector.

Para la descripción de estas unidades tectosedimentarias hemos distinguido dos áreas en las que los depósitos se presentan con significativas diferencias, no sólo en cuanto a sus características litoestratigráficas sino también en lo que se refiere a su posición relativa con respecto al corredor tectónico de la FAM. En primer lugar se describen los depósitos neógenos que se sitúan en el «Area Norte», es decir, el área que comprende el tercio meridional de la Cuenca de Lorca y el núcleo principal de la Sierra de La Tercia. El «Area Sur», que se describe posteriormente, ocupa el corredor tectónico Lorca-Totana de la FAM, incluyendo el borde noroeste de la Depresión del Guadalentín (fig. 3).

2.1. Depósitos neógenos del Area Norte

Los depósitos neógenos en este área se disponen en discordancia sobre un sustrato de Bético Interno constituido, fundamentalmente, por las unidades paleozoicas y triásicas de los Complejos Alpujárride y Maláguide (LANGENBERG, 1974; EGELER et al., 1976).

Basándonos en observaciones propias así como en las dataciones realizadas anteriormente por otros autores (MONTENAT, 1973; IGME, 1974; ARMIJO, 1977), hemos distinguido las siguientes Unidades Tectosedimentarias.

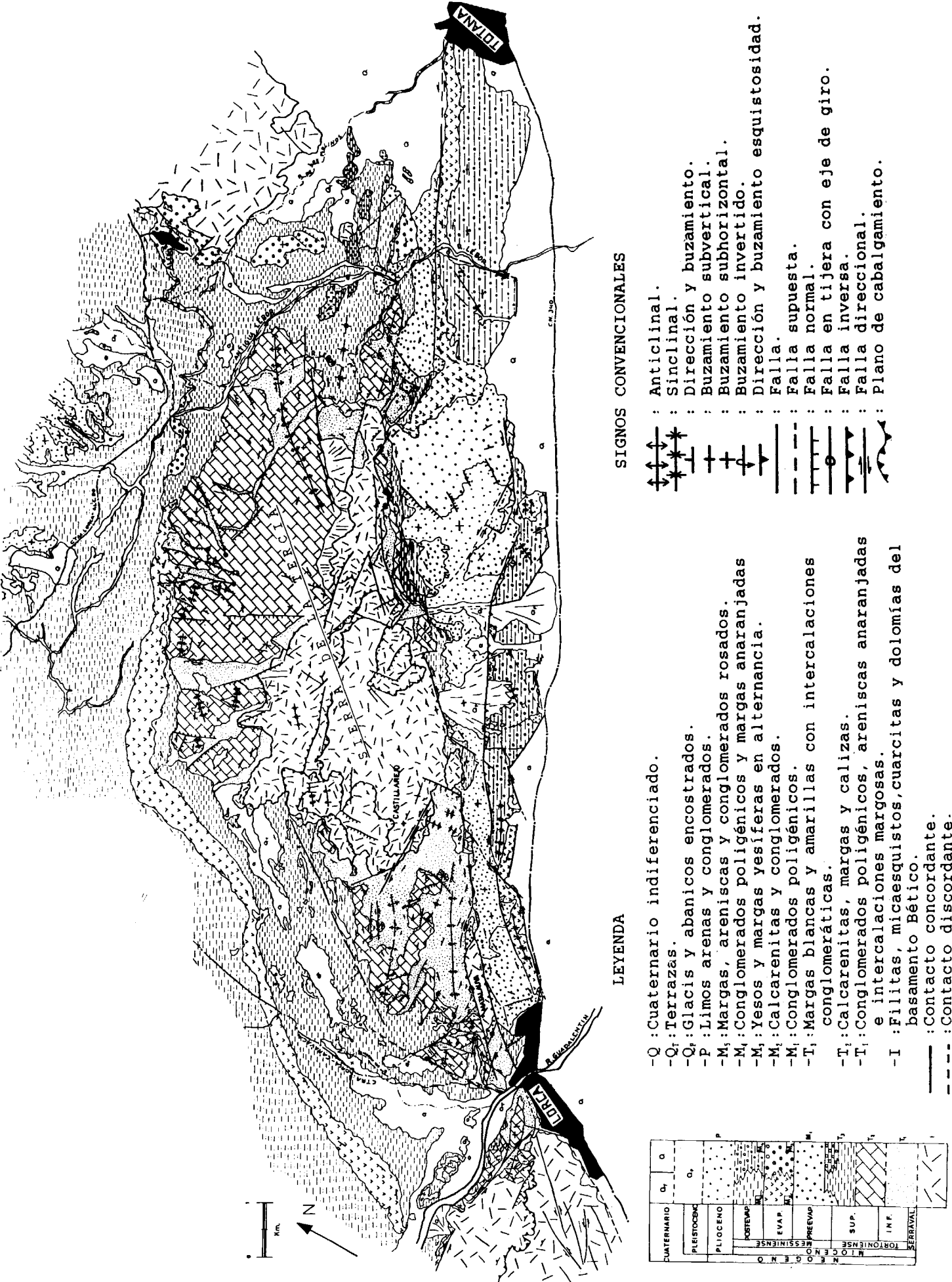


Figura 2.—Cartografía geológica del área comprendida entre las poblaciones de Lorca, Totana y Alledo (Oeste de Murcia).

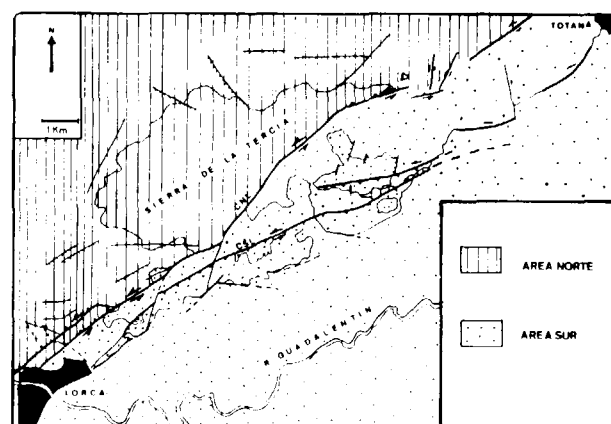


Figura 3.—Esquema geológico de la zona estudiada en la que se señalan las dos áreas de depósito distinguidas: Área Norte y Área Sur. CNL: Corredor Norte de Lorca. CSL: Corredor Sur de Lorca.

2.1.1. Unidad Conglomerática Serravaliense Superior-Tortonienne Inferior

Está constituida por alternancias de conglomerados y areniscas de color anaranjado o rojizo que presentan importantes intercalaciones de margas con niveles de yesos azulados (fig. 4). La potencia media de esta unidad es de 110 m. y el mecanismo de depósito fundamental corresponde a abanicos aluviales con influencias litorales (MONTENAT, 1973; MONTENAT et al., 1990) generados por la erosión de tres áreas madre. Dos de ellas se corresponden con las actuales Sierras de Las Estancias y de Espuña. La tercera y más importante se situaba al sureste en el área que ahora ocupa la Depresión del Guadalentín. En otras cuencas más orientales se han descrito materiales procedentes de la erosión de áreas fuente, ahora desaparecidas, que estaban situadas a lo largo de la Depresión del Guadalentín (MONTENAT, 1977; ESTEVEZ et al., 1986).

Finalmente cabe añadir que esta unidad, depositada previamente a la transgresión del Tortonienne Superior (MONTENAT, 1977), es correlacionable con unidades definidas en áreas adyacentes como los conglomerados de La Cresta del Gallo o incluso con parte de la Formación Relojero (MONTENAT, 1973, 1977).

2.1.2. Unidad Calcarenítica Tortonienne Superior Bajo

Los materiales que forman esta unidad se disponen sobre los conglomerados y areniscas ya descritos en discordancia a causa de un ligero pero general basculamiento hacia el norte del sustrato. Está compuesta por calcarenitas y calizas masivas con algunos tramos intercalados de margas amarillas (fig. 4). Presenta una potencia variable que oscila entre 20 y 185 m. Esta unidad es correlacionable con parte de la Formación Atalaya y con las Margas de Fortuna (MONTENAT, 1973). Se trata de un depósito de plataforma somera claramente delimitado al sur por el corredor tectónico de la FAM. Durante su depósito, la actividad de esta falla genera discordancias progresivas a pequeña escala que desaparecen hacia el interior de la Cuenca de Lorca.

2.1.3. Unidad Margoyesífera Tortonienne Superior Alto-Messiniense

Los materiales que la componen se disponen en discordancia sobre los depósitos carbonatados antes descritos, así como sobre parte del Bético Interno. Su depósito está claramente controlado por fallas normales de longitudes hectométricas a kilométricas (fig. 2). Es una unidad constituida por margas blancas y amarillas de carácter turbidítico correlacionables con las Margas de Fortuna. Sobre ellas se disponen margas grises y yesos que pasan hacia techo de laminados a masivos, para concluir la serie con margas rosadas y niveles arenosos. De muro a techo de la unidad se observa una progresiva evolución desde una máxima marinidad de las margas turbidíticas hasta areniscas claramente continentales. La potencia de esta unidad es muy variable al estar claramente controlada por la fracturación, si bien la media se sitúa en unos 300 m.

2.1.4. Unidad Detrítica Plioceno-Cuaternario

Se observan hasta 100 m. de margas y arenas coronadas por paquetes poco potentes de conglomerados poligénicos más o menos cementados. Aparecen a los pies de los principales relieves (Sierras de Las Estancias, La Tercia y Espuña) y se disponen hacia el centro de la

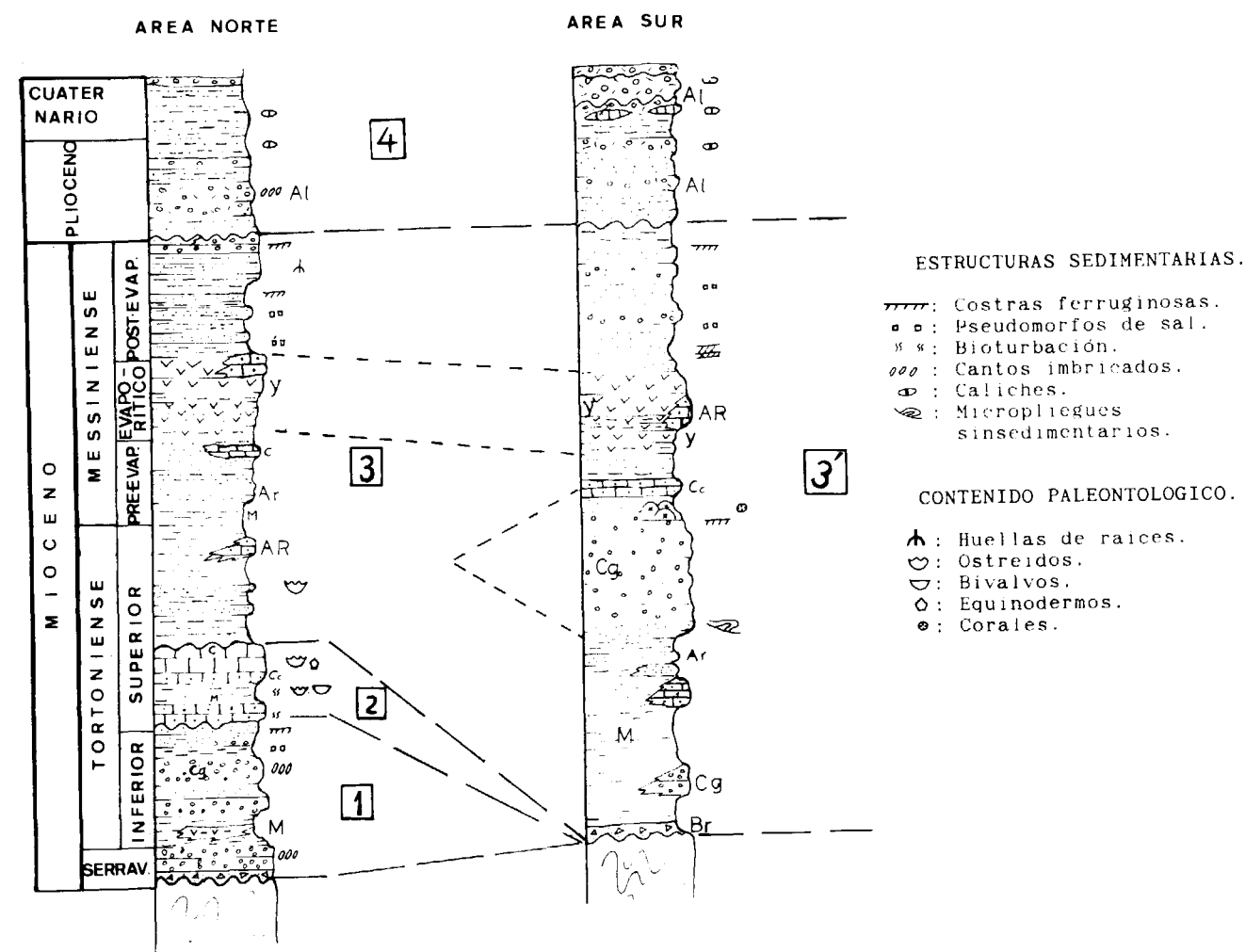


Figura 4.—Columnas estratigráficas representativas de los depósitos neógenos que aparecen en el Área Norte y en el Área Sur de depósito. Unidades Tectosedimentarias: 1: Unidad Conglomerática Serravaliense Superior-Tortonienne Inferior. 2: U. Calcarenítica Tortonienne Superior Bajo. 3: U. Margoyesífera Tortonienne Superior Alto-Messiniense. 4: U. Detrítica Plioceno-Cuaternario. (—): correlación lateral de las unidades principales. (— — —): correlación lateral de tramos de litologías características. Litologías: (y): margas masivos y laminares, (Al): depósitos aluviales, (Ar): depósitos arrecifales, (Cc): calcarenitas, (C): calizas, (M): margas, (Br): brechas, (I): pizarras, esquistos y cuarcitas.

Cuenca de Lorca en disconformidad sobre el Messiniense, como se deduce de la brusca variación de facies y de los distintos sistemas de fracturación que afectan a uno y otro depósito.

2.2. Depósitos neógenos del Área Sur

En el interior del corredor tectónico Lorca-Totana se aprecia una clara influencia de la actividad

tectónica del mismo en las facies y distribución de las distintas unidades sedimentarias. La primera gran variación con respecto al «Área Norte» es la ausencia del Tortonienne Superior y parte del Superior. Este hecho es apreciable directamente en la cartografía (fig. 2) y está corroborado por datos obtenidos, tanto a partir de sondeos realizados en el Valle del Guadalentín (IGME, 1975), como por las características que presenta la Cuenca de Hinojar, situada al sur

de la Depresión del Guadalentín. En consecuencia, únicamente hemos distinguido en este área dos Unidades Tectosedimentarias principales si bien, en el interior de cada una de ellas es palpable la actividad sinsedimentaria de los accidentes tectónicos principales que condicionan la distribución, tanto horizontal como vertical, de distintos tramos detríticos.

2.2.1. Unidad Conglomerático-Yesífera Tortoniense Superior-Messiniense

El contenido sedimentario de esta unidad es bastante complejo ya que se inicia en su base con potentes paquetes de margas turbidíticas amarillas, análogas a las descritas en el «Área Norte». El depósito de las margas se ve intercalado por dos potentes tramos de conglomerados masivos (fig. 4), uno de ellos con una estructuración caótica y con cantos procedentes de la erosión tanto de carbonatos tortonienses como de materiales metamórficos del Bético Interno. Hacia el techo de la unidad aparecen alternancias de margas y yesos que van evolucionando hacia yesos masivos y, finalmente, la unidad se cierra con una alternancia de margas, conglomerados y areniscas que a menudo presentan estructuras sedimentarias propias de depósitos de «fore-shore».

En el transcurso del depósito de esta Unidad Tectosedimentaria se aprecia el paso de una sedimentación de tipo turbidítico (MONTENAT, 1977) hacia una sedimentación evaporítica y detrítica continental en un continuo proceso de somerización. Dentro de este proceso se incluyen dos episodios de interacción entre la sedimentación y la actividad tectónica de la FAM representados por los dos tramos conglomeráticos que aparecen a mitad de la unidad. La difícil identificación litoestratigráfica de algunos de los materiales metamórficos, que aparecen como cantos de esos paquetes conglomeráticos ha llevado a considerar una procedencia sureste, desde bloques de basamento elevados en el interior de la actual Depresión del Guadalentín, para tales materiales (ARMÍJO, 1977; MONTENAT et al., 1990).

2.2.2. Unidad Detrítica Plioceno-Pleistoceno

Está compuesta por un espesor variable (máximo

observado 30 m.) de limos y arenas rosadas que alternan con niveles conglomeráticos. Es un depósito continental y posiblemente responde a la superposición de abanicos aluviales en sus partes distales. El área de depósito proximal casi ha desaparecido al norte de la FAM a causa de la actividad tectónica de ésta. Estos materiales se disponen en discordancia sobre sedimentos messinienses, tortonienses y sobre el Basamento Bético. Las semejanzas que presentan estos depósitos con los descritos en la Cuenca de Sorbas (OTT D'ESTOU, 1980) y al pie de las sierras circundantes (GRN, 1977; SOMOZA, 1989), parecen indicar una edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior para esta unidad, si bien no existen dataciones que permitan asegurarlo.

3. FRACTURACION EN EL SURESTE DE LA CUENCA DE LORCA

La falla de Alhama de Murcia en el tramo comprendido entre las poblaciones de Lorca y Totana se desdobra en dos zonas de fracturación mayor con direcciones comprendidas entre N 55 E y N 65 E configurando los denominados Corredor Norte de Lorca y Corredor Sur de Lorca (fig. 3). Uno de los caracteres más significativos, que ha condicionado en gran medida la evolución tectosedimentaria del borde sureste de la Cuenca de Lorca, es el distinto sentido de buzamiento que presentan las fallas principales de ambos corredores. El Corredor Norte de Lorca presenta un buzamiento que oscila entre 70 y 90 grados hacia el NO. En áreas adyacentes, a través de la interpretación de datos sísmicos, se identifica una disminución en profundidad de este buzamiento hacia el NO (MARTINEZ SOLARES et al., 1986). La falla principal N 65 E que configura el Corredor Sur de Lorca presenta un buzamiento que oscila entre 60 y 90 grados hacia el SE.

La estructura de los corredores citados así como la deformación que afecta a los depósitos neógenos situados tanto en el «Área Norte» como en el «Área Sur» de depósito, antes descritas, están en gran medida condicionadas por la fracturación menor. Esta fracturación está en unos casos subordinada a la cinemática del corredor de la FAM, y en otros casos está condicionada por los campos de esfuerzos regionales. Esto nos ha llevado a realizar un estudio estadístico

y cinemático del conjunto de la fracturación que aparece en la zona de estudio con el fin de esclarecer el control que ésta ha ejercido en la sedimentación neógena.

3.1. Sistemas de fracturación

En conjunto se han medido 407 fracturas, con dimensiones de decamétricas a kilométricas, que afectan a materiales neógenos. Las medidas han sido analizadas y representadas en las figuras 5 y 6 de forma separada para la zona del corredor Lorca-Totana («Área Sur» de depósito) y para la zona de la Sierra de La Tercia («Área Norte» de depósito). Asimismo, se ha representado separadamente la fracturación en función del tipo de movimiento identificado en ellas a través de criterios cinemáticos.

3.1.1. Sistemas de fracturación en el Área Sur

El conjunto de la fracturación estudiada en este área está ubicada en el interior del corredor Lorca-Totana de la FAM. Este corredor constituye la divisoria entre las dos zonas de sedimentación analizadas anteriormente, de manera que su cinemática ha debido controlar las diferencias de depósito descritas.

En este área se han identificado cinco sistemas de fracturación (fig. 5):

- **Sistema N 10-20 E:** Esta constituido por fracturas con longitudes menores a 2 Km. que presentan movimientos de carácter tanto sinistral como normal y en ocasiones presentan carácter polifásico. Están distribuidas a lo largo de todo el sector y son correlacionables con sistemas ya identificados en la Cordillera Bética en estudios de carácter regional (SANZ DE GALDEANO, 1983). La actividad de estos accidentes se remonta al menos hasta el Messiniense y es evidente su actuación postpliocena (fig. 2).
- **Sistema N 50-70 E:** A este sistema pertenecen las fallas principales de los Corredores Norte y Sur de Lorca. En general presentan longitudes kilométricas y su movimiento es polifásico, alternándose deslizamientos sinistral e inversos. Las fracturas de este sistema afectan prácticamente a todos los materiales, de Tortonienses a Cuaternarios, y es probable que los planos principales hayan presentado movimientos pretortonienses (MARTINEZ DIAZ y HERNANDEZ ENRILE, 1992). Fallas de este sistema controlan la formación de discordancias progresivas a pe-

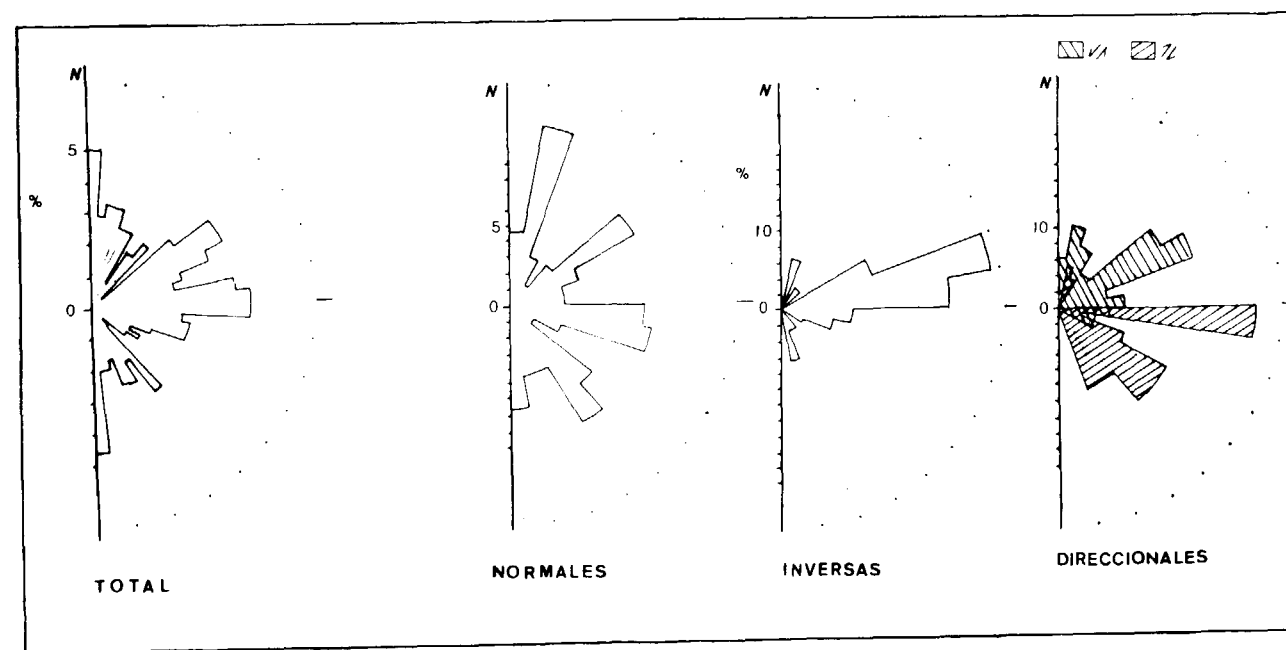


Figura 5.—Diagramas estadísticos direccionales de la fracturación medida en el Área Sur. Explicación en el texto.

queña escala en régimen compresivo. Asimismo, se han identificado movimientos normales intratortonienenses de estas fallas (fig. 7). Es un sistema correlacionable con el sistema N 70 E descrito para el conjunto de la cordillera (SANZ DE GALDEANO, 1983), así como en sectores adyacentes de la FAM (OLIVEROS, 1987).

- **Sistema N 80-110 E:** Este es un sistema bastante significativo ya que no ha sido descrito como tal en estudios de carácter regional y presenta una gran importancia en la estructuración del corredor aquí tratado (fig. 2). Está constituido por fracturas en ocasiones kilométricas, que presentan criterios cinemáticos que marcan movimientos de muy diversa índole. Al SO de Castillarejo se observan varias fracturas pertenecientes a este sistema que aparecen fosilizadas por el Tortonienense.

- **Sistema N 140-155:** Las fracturas que forman este sistema son de escasa longitud (máximo 1 Km.) y presentan movimientos de carácter normal y dextral, siendo los primeros estadísticamente predominantes. Es equiparable al sistema N 150-160 E descrito con carácter regional (SANZ DE GALDEANO, 1983) y sería el sistema conjugado del N 10-20 E descrito anteriormente. Estos dos sistemas se generaron bajo un campo de esfuerzos compresivos con un máximo acortamiento NNO-SSE durante el Mioceno Medio (BOUSQUET et al., 1979).

- **Sistema N 175-185 E:** Está constituido por fracturas de escasa longitud (raramente hectométricas) con una cinemática predominantemente extensional. Son frecuentes los diaclasados con esta dirección. Afectan a materiales de Tortonienense hasta Cuaternarios.

En la figura 5 se representa asimismo la orientación de la fracturación medida en el «Area Sur», en función de su cinemática. Como puede apreciarse, la fracturación normal se distribuye de modo bastante uniforme en todas direcciones aunque con unas frecuencias máximas coincidentes con las direcciones de los sistemas anteriormente descritos. Esto significa que muchas fracturas pertenecientes a sistemas de direcciones y de edades dispares presentan movimientos normales. Para explicar esto, se requieren varia-

ciones en la dirección principal de compresión de manera que la orientación de la dirección de extensión (σ_3), perpendicular a σ_1 , abarque un arco de direcciones bastante grande. A este respecto se aprecia que los sistemas N 50-70 E y N 80-110 E son los que presentan menos rejuegos distensivos, lo cual es de esperar si la dirección de acortamiento (σ_1), durante gran parte del Neógeno, ha presentado una dirección bastante nortada (MONTENAT et al., 1985; SANZ DE GALDEANO, 1990).

Por otra parte las fallas inversas se disponen de forma bastante significativa entre las direcciones N 65-90 E marcando una dirección de compresión situada entre NO-SE y N-S. En cuanto a las fallas direccionales, tanto las dextrales como las sinestrales se distribuyen según orientaciones congruentes con los sistemas descritos. Los campos de movimientos dextrales y sinestrales se solapan en una dirección cercana a E-O.

3.1.2. Sistemas de fracturación en el Area Norte

El «Area Norte» está constituida en gran parte por la estructura anticlinal que conforma la Sierra de la Tercia. La gran mayoría de la fracturación afecta a las calcarenitas y conglomerados tortonienenses. Como se aprecia en la figura 6, la fracturación en esta zona presenta algunas diferencias con respecto a la descrita en el «Area Sur». Solamente destacan del resto los siguientes sistemas:

- **Sistema N 170-190 E:** Está constituido por fracturas de escasa longitud que en muchos casos están fosilizadas por las margas del Tortonienense Superior Alto. El movimiento predominante que presentan es de carácter normal y son característicos los movimientos en tijera que presentan en la zona norte de la sierra (fig. 2). Es un sistema equiparable al N 175-185 E descrito en el «Area Sur» lo cual podría indicarnos que su origen está en una dirección de compresión regional N-S.
- **Sistema N 80-90 E:** Está constituido por fracturas que presentan movimientos polifásicos complejos con saltos sinestrales, inversos y normales. Es significativa la presencia de fallas de este sistema afectando a rocas del basamento de Bético Interno con un movi-

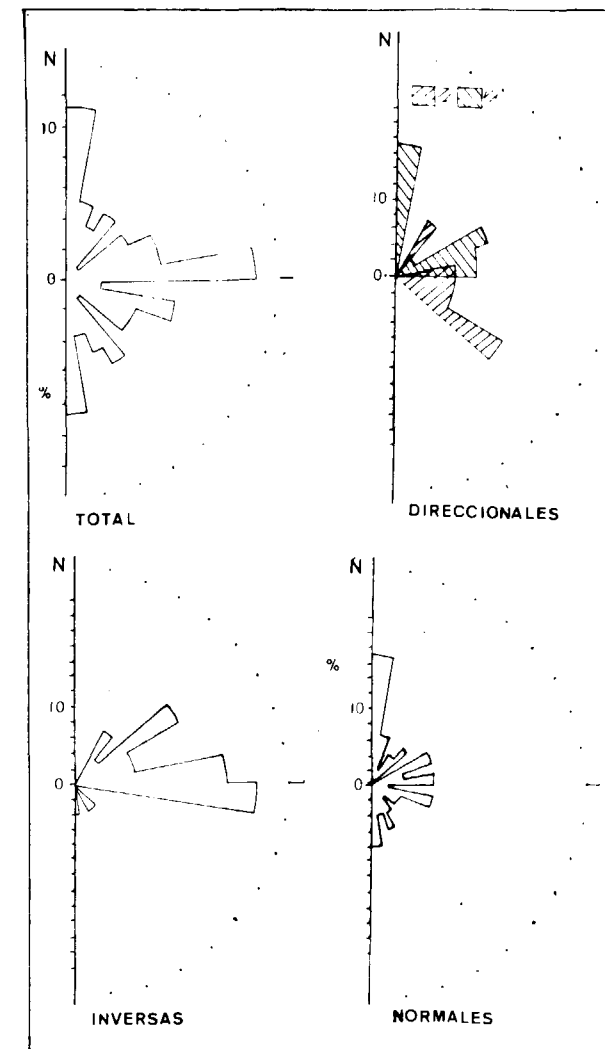


Figura 6.—Diagramas estadísticos direccionales de la fracturación medida en el Area Norte. Explicación en el texto.

miento de carácter normal posterior a la estructuración alpina y previo a la mayor parte del depósito tortonienense. Estas fallas pueden relacionarse con eventos tectónicos distensivos responsables de la formación de la Cuenca de Lorca.

Los dos sistemas definidos son los únicos que sobresalen de forma significativa, sin embargo, se vislumbran direcciones de fracturación equiparables a algunos de los sistemas ya definidos para el «Area Sur» (figs. 5 y 6).

En cuanto a la distribución de la fracturación en función del tipo de movimiento (fig. 6) es significativa la orientación de las fallas inversas según dos direcciones predominantes N 80-90 E y N 40-60 E que son compatibles con direcciones de acortamiento N-S y NO-SE, respectivamente. En la distribución de las fallas normales es también característico un máximo de dirección N-S, mientras que el resto presenta una distribución bastante irregular de carácter radial. En la figura 8 se representan varias fallas que afectan a los conglomerados y calcarenitas tortonienenses de la Sierra de La Tercia en las que se puede apreciar que fallas con direcciones muy diversas (fig. 2) presentan movimientos de carácter normal que parecen ser coetáneos, y en tal caso, coinciden en el tiempo con un campo de esfuerzos compresivos (MONTENAT et al., 1990). La explicación de este hecho puede estar en la existencia de concentraciones locales de esfuerzos, en la vertical asociados a movimientos de falla inversa (SANFORD, 1959; HANCOCK, 1985). En el labio de falla levantado por la actividad inversa del Corredor Norte de Lorca, que coincide con

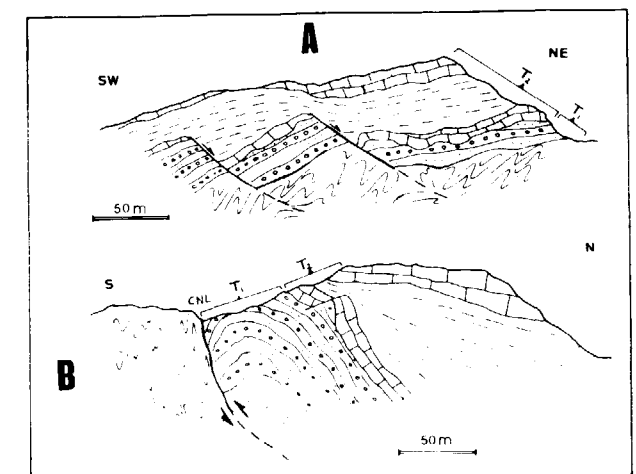


Figura 7.—Cortes geológicos esquemáticos de los conglomerados del Serravaliense Sup.-Tortonienense Inferior (T₁) y de las calcarenitas del Tortonienense Superior (T₂). En el corte A se aprecia la actividad sinsedimentaria distensiva de fallas del sistema N 50-70 E. En el corte B se aprecia igualmente una actividad sinsedimentaria inversa del Corredor Norte de Lorca CNL que provoca una pequeña discordancia progresiva. Cortes realizados un kilómetro al norte de Lorca, junto a la traza principal de la Falla de Alhama de Murcia (fig. 2).

el área de la Sierra de La Tercia, estos campos de esfuerzos extensionales locales provocan reactivaciones de fallas de diversas edades y direcciones.

La distribución de las fallas direccionales es bastante compleja y difícil de interpretar, a causa de las numerosas reactivaciones experimentadas por fallas de distinta orientación, con movimientos tanto dextrales como sinestrales, desde tiempos miocenos hasta la actualidad.

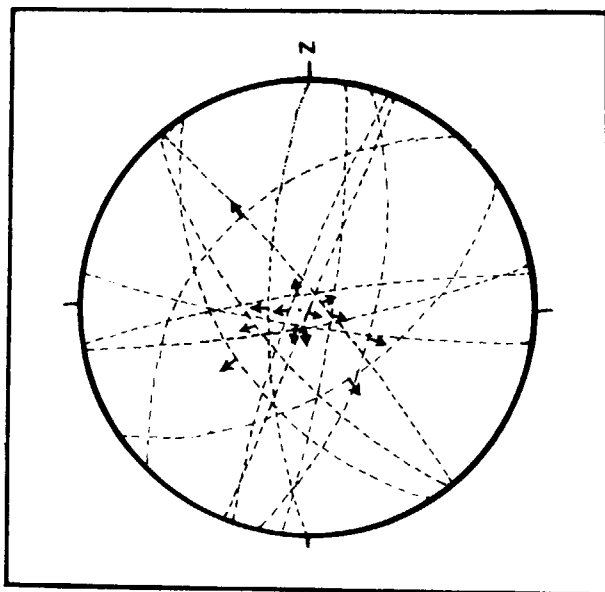


Figura 8.—Proyección estereográfica de fracturación normal que afecta a los conglomerados y calcarenitas tortonienses de la Sierra de La Tercia. Las flechas marcan el vector de deslizamiento obtenido a partir de estrías y fibras de calcita contenidas en los planos de falla.

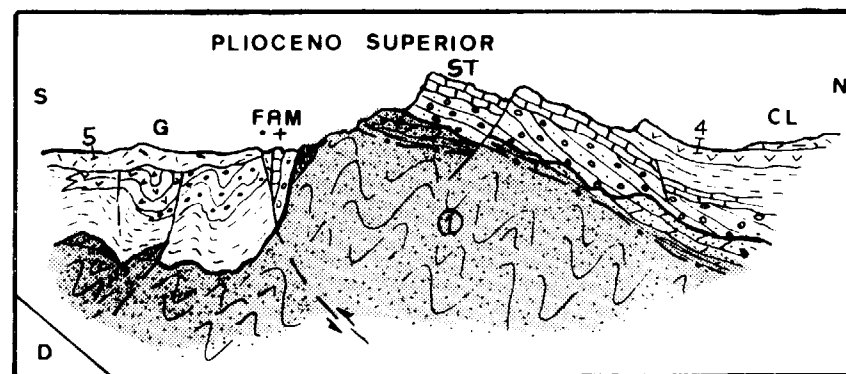
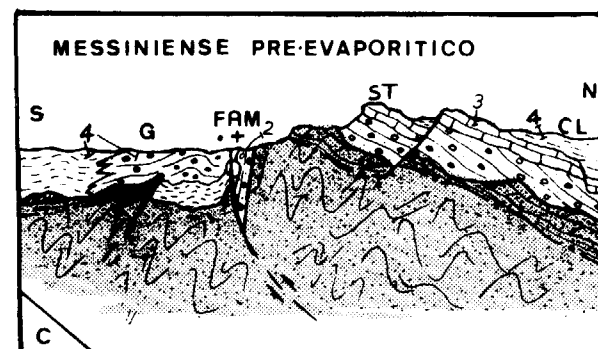
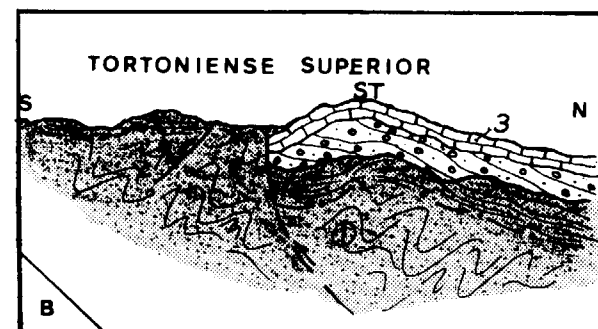
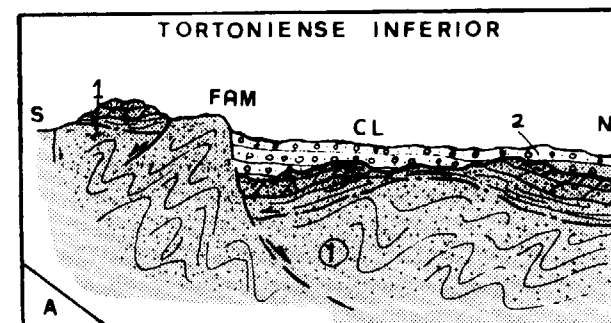
4. IMPLICACIONES TECTOSEDIMENTARIAS

Tanto la presencia o ausencia de las distintas Unidades Tectosedimentarias anteriormente descritas, como la posición relativa de los más importantes tramos detríticos y la cinemática de la fracturación, aportan una valiosa información a la hora de situar las distintas áreas emergidas y los movimientos en la vertical que éstas han sufrido durante el Neógeno. A partir del análisis de estos datos, obtenemos las siguientes conclusiones de carácter tectosedimentario.

A) Durante el Serravaliense Superior y parte del Tortoniense se produce un hundimiento de bloque situado al NO del corredor tectónico de la Falla de Alhama de Murcia. Este hundimiento da lugar a la formación del borde SE de la Cuenca de Lorca y a la vez genera un «área madre» situada al SE del citado corredor, en el área ahora ocupada por la Depresión del Guadalentín. Este área madre genera la mayor parte de los depósitos del Serravaliense Superior y del Tortoniense Inferior que se depositan en el área ahora ocupada por la Sierra de La Tercia (fig. 9). Este hundimiento está relacionado con un movimiento de carácter normal del Corredor Norte de Lorca de la Falla de Alhama de Murcia y que puede incluirse en un contexto extensional de carácter regional asociado a fenómenos de colapso neógenos en la Cordillera Bética (PLATT et al., 1989; DOBLAS et al., 1989). Las fallas N 80-110 E normales que afectan al basamento ya deformado y están fosilizadas por el Mioceno parecen apoyar un evento claramente extensional para la génesis de la Cuenca de Lorca. Esta génesis hasta ahora había sido considerada en un contexto compresivo a través de un mecanismo «Pull Apart» producido por una actividad sinistral de la Falla Norbética y la Falla de Alhama de Murcia (MONTENAT et al., 1987). En este contexto el pliegue que estructura la Sierra de La Tercia era considerado como «en echelon». Sin embargo, ni la geometría de solape entre las fallas citadas ni la orientación del pliegue de la Sierra de La Tercia creemos que apoyen tal interpretación.

B) La discordancia situada en la base del Tortoniense Superior (fig. 9b) aparece solamente en el área de influencia de la Falla de Alhama de Murcia. Esta discordancia la interpretamos como resultado de un basculamiento hacia el NO del bloque situado al norte de la falla, asociado a un movimiento inverso de la misma.

C) Durante el depósito del Tortoniense Superior, se reconoce una actividad sinsedimentaria de las fallas del sistema N 50-70 E, tanto de carácter compresiva como distensiva (fig. 8). La actividad inversa, con cierto componente sinistral, del Corredor Norte



de Lorca provoca discordancias progresivas a pequeña escala (fig. 8). Asimismo, fallas menores de ese mismo sistema y de otros más próximos a la dirección N-S controlan el depósito de las margas del Tortoniense Superior y del Messiniense (figs. 2 y 8). Esta actividad distensiva se considera subordinada a un campo de esfuerzos compresivos que provoca la elevación del «Área Norte» a causa del movimiento inverso del Corredor Norte de Lorca de la FAM (fig. 9c).

D) Aproximadamente en el límite Tortoniense Superior-Messiniense la elevación relativa del «Área Norte» respecto del «Área Sur», origina un escarpe cuya erosión provoca los potentes tramos conglomeráticos intercalados en la Unidad Conglomerático-Yesífera depositada en el «Área Sur» (figs. 4 y 9c). Es probable que la reactivación como falla inversa, para este tiempo, de otras fallas del sistema N 50-70 E en el área del Guadalentín elevaran bloques de basamento situados al SE del corredor Lorca-Totana que provocaran depósitos anómalos con esa procedencia (MONTENAT et al., 1990).

E) Durante el depósito del Messiniense Preevaporítico (fig. 4) se manifiestan movimientos en la vertical a lo largo del Corredor Sur de Lorca que condicionarán cambios laterales y/o ausencias de los depósitos del Messiniense Evaporítico y Postevaporítico. Se manifiesta de esta manera el control ejercido en este momento por la fracturación del sistema N 50-70 E. En efecto, el Corredor Norte de Lorca (fig. 3) fue el límite septentrional de la sedimentación hasta el inicio de la sedimentación del Messiniense Evaporítico. A

Figura 9.—Cortes geológicos esquemáticos mostrando la evolución tectosedimentaria reconocida en la zona de estudio. FAM: Falla de Alhama de Murcia. ST: Sierra de La Tercia. CL: Cuenca de Lorca. G: Depresión del Guadalentín. (+): Movimiento transcurrente sinistral. 1: Bético Interno. 2: Conglomerados Serravaliense Sup.-Tortoniense Inf. 3: Calcarenitas del Tortoniense Sup. 4: Margas, yesos y conglomerados del Tortoniense Sup.-Messiniense. 5: Limos, arenas y conglomerados pliocenos.

partir del Messiniense Evaporítico es el Corredor Sur de Lorca el que constituye el límite norte de la sedimentación Messinien-se. Desde la terminación oriental del Corredor Sur de Lorca hacia el este, el depósito estuvo controlado en todo momento por el Corredor Norte de Lorca (fig. 2).

F) Durante el Messiniense Evaporítico se manifiesta la presencia de un área emergida en el extremo oriental de la Sierra de La Tercia. Los aportes de este área (fundamentalmente calcareníticos), junto con los procedentes de la erosión del área emergida de Sierra Espuña, imposibilitaron el depósito salino en esta zona (fig. 2). Esto implica que el anticlinal que estructura la Sierra de La Tercia ya se había formado y en su tercio oriental era ya área fuente de materiales detríticos. La formación de este anticlinal está claramente asociada al movimiento de carácter inverso del Corredor Norte de Lorca (fig. 9).

G) Desde el Messiniense Postevaporítico hasta el Cuaternario, el bloque situado al NO de la Falla de Alhama de Murcia sufre una progresiva elevación. Este proceso hace que la Cuenca de Lorca quede «colgada» con respecto a la Depresión Pliocuaternaria del Guadalentín que comienza a estructurarse. Durante el Plioceno y el Cuaternario la disposición y características de los distintos depósitos señalan una actividad alternante de la Falla de Alhama de Murcia que se refleja en períodos intermitentes de elevación de la Sierra de La Tercia con respecto a la Depresión de Guadalentín (MARTINEZ DIAZ y HERNANDEZ ENRILE, 1992). En áreas más orientales de la Depresión del Guadalentín y en el valle del Segura han sido descritos hundimientos relativos semejantes (MONTENAT, 1977; ESTEVEZ et al., 1986; SOMOZA, 1990).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha llevado a cabo gracias a la financiación de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (D.G.I.C.Y.T.), proyecto PB 87-0544.

REFERENCIAS

ARMIGO, R. (1977): *La zona des failles Lorca-Totana (Cordilleres Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique*. Thèse 3e cycle. París VII. 229 pp.

BOUSQUET, J. C., y PHILLIP, H. (1976): *Observations microtectoniques sur la compression nord-sud quaternaire des Cordilleres Bétiques Orientales (Espagne Meridionale-Arc de Gibraltar)*. Bull. Soc. Geol. France, 18, 711-724.

BOUSQUET, J. C. (1979): *Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain*. Tectonophysics 52, 227-286.

DOBLAS, M., y OYARZUN, R. (1989): *Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity*. Geology 17, 430-433.

EGELER, C. G., y FONTBOTE, J. M. (1976): *Aperçu géologique sur les parties centrales et orientales des Cordilleres Bétiques*. Bull. Soc. Geol. France, 7, 571-582.

ESTEVEZ, A.; PINA, J. A., y LOPEZ GARRIDO, A. C. (1986): *Aportación al conocimiento neotectónico y sismotécnico del Sudeste, provincias de Alicante y Murcia*. Jornadas del fenómeno sísmico y su aplicación a la ordenación del territorio. Comunicación 15. Murcia.

GARRIDO MEGIAS, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Univ. de Granada, 395 pp.

GAUYAU, F.; BAYER, R.; BOUSQUET, J. C.; LACHAUD, J. C.; LESQUER, A., y MONTENAT, C. (1977): *Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia entre Murcia y Alicante (Espagne Meridionales)*. Bull. Soc. Geol. de France, 19, 623-629.

(GRN), GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE (1977): *L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran, 3. Les resultats de l'analyse structurale en Espagne*. Bull. Soc. Geol. de France, 7.

HANCOCK, P. (1985): *Brittle microtectonics: principles and practice*. Jour. Struct. Geol. 7, 3/4, 347-357.

I.G.M.E. (1974): *Mapa geológico de España*. E: 1:50.000. Hoja de Lorca, 25-38.

I.G.M.E. (1975): *Estudio hidrogeológico de la cuenca baja del Segura*. Informe Técnico núm. 5. Valle del Guadalentín.

LANGENBERG, C. W. (1972): *Polyphase deformation in the eastern Sierra de Los Filabres, north of Lubrin, SE Spain*. G.U.A. Papers Geol., 1, núm. 2, 81 pp.

MARTINEZ DIAZ, J. J., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1992): *Geometría y cinemática de la zona de cizallamiento Lorca-Totana (Falla de Alhama de Murcia) (1992)*. III Congreso Geológico de España y VII Congreso Latinoamericano de Geología Salamanca 1992. Simposios, Tomo 2: 420-430.

MARTINEZ SOLARES, J. M., y HERRAIZ, M. (1986): *Sismicidad y estudios sísmicos de la región de Murcia*. Jornadas de Estudio del fenómeno sísmico y su incidencia en la ordenación del territorio. Murcia. Comunicación, 9.

MEGIAS, A. G. (1982): *Introducción al análisis tectosedimentario, aplicación al estudio dinámico de cuencas*. Actas V Congreso Latinoamericano de Geología, 1, 385-402.

MONTENAT, C. (1973): *Les formations néogènes et quaternaires du levant espagnol*. Thèse Sciences, Orsay, p. 1170.

MONTENAT, C. (1977): *Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcia (Cordilleres Bétiques Orientales, Espagne). Stratigraphie, paleogéographie et évolution dynamique*. Doc. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69, 345 pp.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P., y MASSE, P. (1985): *Les bassins neogenes des Cordilleres Bétiques Orientales, genese et evolution dans un couloir de décrochement crustal*. Rés. Comm. Séance Spéc. Soc. Geol. France. París. 2 pp.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P., y MASSE, P. (1987): *Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Bassins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)*. Bull. Centre rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 11 pp., 1-22.

MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P., y DELORT, T. (1990): *Le bassin de Lorca*. Doc. et trav. IGAL, 12-13 pp., 261-280.

OLIVEROS, M. A. (1987): *Estudio tectónico-cinemático de la fracturación reciente en el borde oriental y suroriental*

de la Sierra de Las Estancias (Murcia y Almería). Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 108 pp.

OTT D'ESTEVOU, P. (1980): *Evolution dynamique du bassin neogene de Sorbas (Cordilleres Bétiques Orientales)*. Docum. et trav. IGAL. París, núm. 1, 264 pp.

PLATT, J. P., y VISSERS, R. L. (1989): *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran sea and Gibraltar Arc*. Geology, 17, 540-543.

RUTTER, E. H.; MADDOCK, R. H.; HALL, S. H., y WHITE, S. M. (1986): *Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges*. Pageoph., 124, núm. 1/2.

SANFORD, A. R. (1959): *Analytical and experimental study simple geologic structures*. Bull. Soc. Am. 70, 19-52.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983): *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*. Estudios Geol., 59, 157-165.

SANZ DE GALDEANO, C. (1990): *Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to Present*. Tectonophysics, 172, 107-109.

SOMOZA, L. (1990): *Estudio del Cuaternario litoral entre el Cabo de Palos y Guardamar del Segura (Murcia-Alicante)*. Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto geodinámico. Tesis doctoral, Universidad Complutense.

Original recibido: Junio de 1992.

Original aceptado: Octubre de 1992.